

4.7 Neue Erkenntnisse über El-Niño und La-Niña

MOJIB LATIF

Neue Erkenntnisse über El-Niño und La-Niña: El Niño und La Niña Ereignisse sind die beiden Extreme einer Klimaschaukel, die man als El Niño/Southern Oscillation (ENSO) bezeichnet. Das bekannteste Merkmal von El Niño und La Niña Ereignissen sind außergewöhnliche Meeresoberflächentemperaturen im tropischen Ost- und Zentralpazifik, die im Rhythmus von etwa vier Jahren wiederkehren, ungefähr ein Jahr lang anhalten und weltweite Auswirkungen besitzen. Diese können klimatischer, ökologischer oder ökonomischer Art sein. ENSO ist ein wichtiges Forschungsthema an vielen wissenschaftlichen Einrichtungen. Was wissen wir über die ENSO zugrunde liegenden Mechanismen? Wo bestehen Wissenslücken? Und was limitiert die Vorhersagbarkeit von ENSO?

New Insights into El Niño und La Niña: El Niño und La Niña events are the extremes of a climate oscillation which is termed the Niño/Southern Oscillation (ENSO). The most prominent feature of El Niño und La Niña events are anomalous sea surface temperatures over the tropical east and central Pacific, which on average recur every four years, last for about one year and have global consequences. The latter can be climatic, ecological or economical in nature. ENSO is a major research theme at many scientific institutions. What do we know about the mechanisms governing ENSO? Which knowledge gaps exist? And what limits ENSO predictability?

El Niño und La Niña Ereignisse sind die beiden Extremphasen des El Niño/Southern Oscillation (ENSO) Phänomens. El Niño Ereignisse sorgen für sintflutartige Regenfälle über dem westlichen Südamerika und zu außergewöhnlicher Trockenheit auf der anderen Seite des tropischen Pazifiks, wie etwa über Indonesien und Teilen Australiens. La Niña Ereignisse haben die umgekehrten Auswirkungen auf die Regenfälle in der Region. El Niño und La Niña Ereignisse verursachen aber selbst noch in weit entfernten Gebieten wie den Polargebieten signifikante Änderungen, wie etwa in der arktischen und antarktischen Meereisbedeckung. Deswegen verwundert es nicht, dass ENSO auch die kurzfristigen Schwankungen der global gemittelten Erdoberflächentemperatur im erheblichen Maße bestimmt. So sind während der letzten Jahrzehnte, in denen die globale Mitteltemperatur infolge der anthropogenen Treibhausgasemissionen deutlich angestiegen ist, Rekordjahre oftmals auch El Niño Jahre gewesen.

Auswirkungen von ENSO auf marine Ökosysteme sind dokumentiert, wie etwa das vermehrte Auftreten des Phänomens der Korallenbleiche im tropischen Pa-

zifik und im tropischen Indischen Ozean nach El Niño Ereignissen. Die Korallen benötigen relativ gleichbleibende Temperaturen, sie besitzen keine große Temperaturtoleranz. Steigt die Temperatur zu stark an, kann es zum gefürchteten Phänomen der Korallenbleiche kommen. Hier spielt die zunehmende Erderwärmung eine große Rolle, denn heute wiegen El Niño Ereignisse wegen des bereits realisierten Anstiegs der Meerestemperatur seit Beginn des 20. Jahrhunderts besonders schwer. ENSO besitzt zudem vielfältige Auswirkungen auf die terrestrischen Ökosysteme. Das Auftreten von El Niño beispielsweise erhöht infolge von außergewöhnlicher Trockenheit die Waldbrandgefahr in Indonesien, was wiederum zu extremen Smog-Situationen in der Region führen kann. Zudem sind Einflüsse auf den Kohlenstoffkreislauf nachgewiesen. So steigt die Wachstumsrate des atmosphärischen Gehalts von Kohlendioxid (CO₂) nach El Niño Ereignissen kurzfristig an. Und schließlich beeinflusst ENSO selbst die Volkswirtschaften vieler Länder.

Bekannt wurde ENSO vor allem wegen seiner Warmphase, den El Niño Ereignissen. Die außerge-

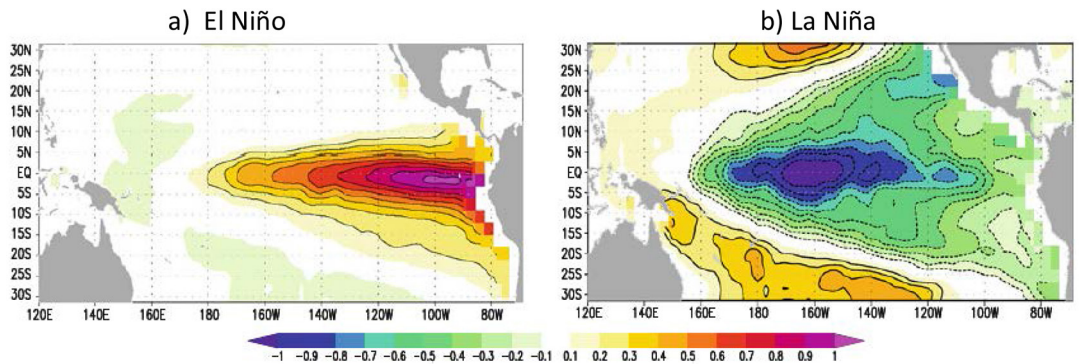


Abb. 4.7-1: Das typische El Niño Muster (a) und das typische La Niña Muster (b). Die Muster sind mit einer rotierten EOF-Analyse berechnet worden und dimensionslos. Die Muster sind mit der Standardabweichung der Anomalien der Meeresoberflächentemperatur in der Niño 3.4-Region (Abb. 4.7-2) skaliert. Aus DOMMENGET et al. (2013).

wöhnliche Erwärmung des tropischen Pazifiks ist seit über einhundert Jahren bekannt. Dachte man allerdings noch vor vielen Jahrzehnten, dass El Niño Ereignisse auf die Küstenregion vor Südamerika beschränkt sind, wissen wir heute, dass es sich bei ihnen um beckenweite Phänomene handelt (*Abb. 4.7-1*), dass sie Teil einer Oszillation (ENSO) und ihre Auswirkungen globaler Natur sind.

Mittlerer Zustand und ENSO Nichtlinearitäten

Es gibt signifikante Nichtlinearitäten, sowohl was die räumliche Struktur der beiden Extremphasen von ENSO, El Niño und La Niña, anbelangt als auch in der statistischen Verteilung der Anomalien der Temperatur an der Meeresoberfläche. La Niña Ereignisse sind nicht schlicht El Niño Ereignisse mit umgekehrtem Vorzeichen. El Niño Ereignisse zeigen im Mittel die größten Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Ostpazifik (*Abb. 4.7-1a*), während La Niña Ereignisse die Maximalwerte der Anomalien weiter im Westen im zentralen äquatorialen Pazifik erreichen (*Abb. 4.7-1b*).

Die Verteilung der Temperaturanomalien gemittelt über den östlichen äquatorialen Pazifik (Niño 3-Region) zeigt eine statistisch signifikante positive Schiefe mit einem Wert von ca. 0,7, d.h. El Niño Ereignisse sind in diesem Meeresgebiet stärker als La Niña Ereignisse (*Abb. 4.7-2*). Die positiven Anomalien können etwa 3 K erreichen, die negativen nur etwa 2 K.

Viele Klimamodelle haben immer noch erhebliche Probleme, ENSO und vor allem die Nichtlinearitäten in der raumzeitlichen Struktur des Klimaphänomens zu simulieren. Das hat hauptsächlich damit zu tun, dass diese Modelle die Klimatologie im Bereich des äquatorialen Pazifiks nur unzureichend simulieren, was zu fehlerhaften Rückkopplungen führt. Die Klimatologie ist wie ENSO auch ein gekoppeltes Problem, weswegen schon kleine Fehler in der atmosphärischen oder ozeanischen Komponente eines Klimamodells große

Fehler im mittleren Zustand des gekoppelten Systems Atmosphäre-Ozean hervorrufen können. Deswegen müssen wir uns zunächst mit den Prozessen beschäftigen, die die Klimatologie bestimmen.

Die Ursache für die Nichtlinearität im räumlichen Muster (*Abb. 4.7-1*) ist in der thermischen Struktur des oberen äquatorialen Pazifiks begründet. Die so genannte Thermokline, die Grenzfläche, die das warme Oberflächenwasser von dem kalten Tiefenwasser trennt, ist wegen der in der äquatorialen Region nach Westen wehenden Passatwinde (weiße Pfeile in *Abb. 4.7-3*) geneigt. Sie liegt im äquatorialen Ostpazifik im Mittel viel weniger tief unter der Oberfläche, während sie im äquatorialen Westpazifik in ca. 200 m Tiefe zu finden ist (blaue Fläche in *Abb. 4.7-3*). Die Lage der Thermokline ist ein Maß für den Wärmehalt des oberen Ozeans. Ihre Neigung spiegelt sich deswegen auch im Wasserstand wieder. Der Meeresspiegel liegt im Westen vor Indonesien ca. einen halben Meter höher als vor der Küste Südamerikas.

Längs des Äquators gibt es in den oberen Meeresschichten im Klimamittel einen Auftrieb, was ebenfalls eine Folge der nach Westen wehenden Passatwinde ist. Sie verursachen eine Divergenz des sogenannten Ekman-Transportes, weil die Corioliskraft die Strömungen beidseits des Äquators polwärts ablenkt (kleine schwarze Pfeile in *Abb. 4.7-3*). Im Osten kann das kalte Tiefenwasser wegen der niedrigen Thermokline die Oberflächentemperatur beeinflussen, weswegen der äquatoriale Ostpazifik an seiner Oberfläche für tropische Breiten recht niedrige Temperaturen von nur etwa 20 °C aufweist. Relativ niedrige Temperaturen erstrecken sich bis in den zentralen äquatorialen Pazifik, wobei die Temperaturen allmählich zunehmen (Farbflächen in *Abb. 4.7-3*). Im Englischen bezeichnet man das Gebiet mit den ziemlich niedrigen Temperaturen als »Cold Tongue« (Kaltwasserzunge). Hier werden Temperaturanomalien an der Meeresoberfläche in erster Linie durch Veränderungen der Winde und somit dynamische Prozesse hervorgerufen und nicht durch Veränderungen der Wär-

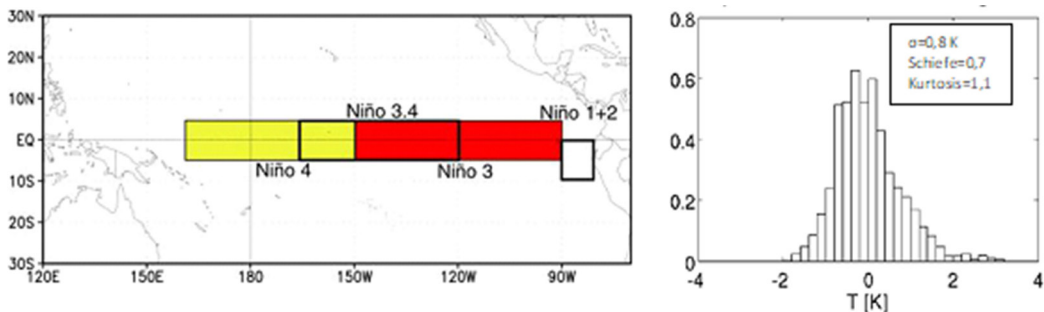


Abb. 4.7-2: Links: Die verschiedenen Index-Regionen im äquatorialen Pazifik, wie sie von der NOAA definiert werden. Rechts: Die Verteilung der Temperaturanomalien an der Meeresoberfläche im äquatorialen Ostpazifik (Niño 3-Region) zeigt eine positive Schiefe von 0,7. Die Standardabweichung der Anomalien beträgt 0,8 K und die Kurtosis (Wölbung) 1,1. Nach FRAUEN & DOMMENGET (2010).

meßflüsse an der Grenzfläche Ozean-Atmosphäre, die ihrerseits die Temperaturanomalien dämpfen.

Im Westen, dort wo die Thermokline bei etwa 200 m Tiefe liegt, sind die Temperaturen an der Meeresoberfläche relativ hoch bei oft über 28 °C. Dort kann das kalte Tiefenwasser die Oberfläche kaum beeinflussen. Diese Region nennt man im Englischen »Warm Pool« (warmes Schwimmbecken). Der zonale Temperaturunterschied an der Meeresoberfläche treibt eine atmosphärische Zirkulationszelle in der Vertikalebene parallel zum Äquator an, die man als WALKER-Zirkulation bezeichnet. Die äquatorialen Passatwinde stellen den oberflächennahen Teil der WALKER Zirkulation dar. Über dem Westpazifik steigen die warmen Luftmassen auf, was die ergiebigen Niederschläge in der Region erklärt. In den oberen Atmosphärenschichten strömt die Luft zurück und sinkt über dem kalten Ostpazifik wieder ab. Das Absinken verhindert eine hochreichende Konvektion und erklärt die Trockenheit über dem westlichen Südamerika. Ausdruck dieser Trockenheit ist u.a. die Atacama-Wüste (sie liegt bei 18°S bis 27°S; also weit weg vom ENSO-Zentrum), die sich entlang der Pazifikküste Südamerikas erstreckt.

Die dynamische Kopplung der Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Pazifik an die WALKER Zirkulation ist der entscheidende Grund für das Wachstum der Temperaturanomalien, wie es von BJERKNES (1969) schon vor fast einem halben Jahrhundert beschrieben worden war. Während eines El Niño Ereignisses schwächen sich die Passatwinde ab, die Neigung der Thermokline ist weniger stark als im Klimamittel, der Auftrieb verringert sich und die Kaltwasserzunge erwärmt sich (Abb. 4.7-1a). Dadurch

werden der Gradient der Meeresoberflächentemperatur längs des Äquators und die Passatwinde noch schwächer. Ein Teufelskreis. Im Extremfall, während außergewöhnlich starker El Niño Ereignisse, verschwinden die zonalen Asymmetrien fast vollständig und die Passatwinde schlafen ein. In der Folge verlagert sich der aufsteigende Ast der WALKER Zirkulation und das mit ihm verbundenen Niederschlagsgebiet vom Westpazifik bis weit nach Osten. El Niño Ereignisse verringern also die zonalen Unterschiede. La Niña Ereignisse dagegen verstärken die Gradienten längs des Äquators, mit stärkeren äquatorialen Passatwinden, einer stärker geneigten Thermokline, mehr Auftrieb und einem stärkeren Temperaturgradienten längs des Äquators. Der aufsteigende Ast der WALKER Zirkulation und die Niederschläge verschieben sich weiter nach Westen. In Anerkennung der bahnbrechenden Arbeit von BJERKNES bezeichnet man diese Art von positiver Rückkopplung zwischen Ozean und Atmosphäre heute als BJERKNES Feedback.

Die Unterschiede zwischen El Niño und La Niña im Hinblick auf das räumliche Muster haben mit der Lage der Thermokline zu tun. Die Erwärmung der Meeresoberfläche während eines El Niño Ereignisses ist im Osten stärker, wo sich die Thermokline dicht unterhalb der Oberfläche befindet. Während eines El Niño Ereignisses schwächen sich, wie oben beschrieben, die Passatwinde ab, wodurch sich der Auftrieb längs des Äquators verringert und sich die Thermokline im Osten nach unten bewegt. Damit nimmt der kühlende Einfluss des Auftriebs auf die Temperatur der Meeresoberfläche ab und die Temperatur innerhalb der Kaltwasserzunge steigt. Mit umgekehrten Vorzeichen funktioniert die Änderung der Temperatur während eines La Niña

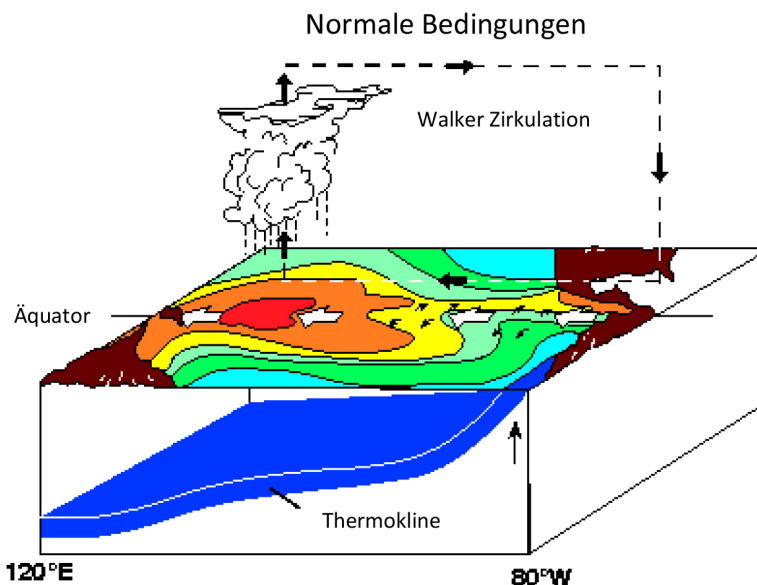


Abb. 4.7-3: Die mittleren Verhältnisse im Ozean und in der Atmosphäre im Bereich des äquatorialen Pazifiks. <https://www.pmel.noaa.gov/elnino/what-is-el-nino>.

Ereignisses. Die Winde verstärken sich, der Auftrieb nimmt zu und die Thermokline wandert bis an die Meeresoberfläche. Weil die Thermokline im äquatorialen Ostpazifik aber ohnehin schon dicht unterhalb der Meeresoberfläche liegt, ist dort die Abkühlung an der Meeresoberfläche begrenzt. Das ist weiter im Westen, im zentralen Teil des Beckens, in diesem Maße nicht der Fall, weswegen sich die größten Temperaturanomalien während La Niña Ereignissen im äquatorialen Zentralpazifik befinden (*Abb. 4.7-1b*). Diese Überlegungen erklären, warum die positiven Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im Osten besonders stark ausgeprägt sind, während die negativen Anomalien ihre Maximalwerte im zentralen äquatorialen Pazifik erreichen. Ganz im Westen ist wegen der relativ tief liegenden Thermokline die Temperaturänderung an der Meeresoberfläche sehr begrenzt, so dass sowohl während El Niño als auch während La Niña Ereignissen kaum nennenswerte Anomalien zu beobachten sind.

Die Lage der Thermokline dicht unterhalb der Meeresoberfläche ist daneben ein wichtiger Grund für die positive Schiefe der Verteilung der Meeresoberflächentemperaturanomalien im äquatorialen Ostpazifik (Niño 3-Region, *Abb. 4.7-2*). Ein weiterer Grund für die Schiefe der Verteilung der Temperaturanomalien kommt hinzu. Der Sättigungsdampfdruck der Luft für Wasser hängt entsprechend der CLAUSIUS-CLAPEYRON-Gleichung nichtlinear von der Lufttemperatur ab. Somit kann im Vergleich zu La Niña Ereignissen während El Niño Ereignissen mehr Wasser als latente Energie in der Atmosphäre gespeichert werden. Insgesamt steht somit für die Reaktion der atmosphärischen Zirkulation auf Temperaturanomalien an der Meeresoberfläche während El Niño Ereignissen mehr Energie zur Verfügung. Das hat zur Folge, dass die WALKER Zirkulation bei gleicher Amplitude stärker auf positive als auf negative Temperaturanomalien reagiert. Entsprechend sind die Änderungen in den äquatorialen Passatwinden stärker und damit auch die ozeanische Reaktion auf die Windanomalien. Damit können El Niño Ereignisse im Prinzip stärker ausfallen als La Niña Ereignisse.

Die Lage der Thermokline ist allerdings der Hauptfaktor, der die Schiefe der Verteilung der Temperaturanomalien an der Meeresoberfläche bestimmt. Das kann man aus der Veränderung der Schiefe mit der geographischen Länge schlussfolgern (DOUGLASS 2010). Die Schiefe ist ganz im Osten (Niño 1+2-Region, *Abb. 4.7-2*) mit einem Wert von ca. 0,9 am größten und nimmt nach Westen hin ab. Sie ist im westlichen Pazifik (Niño 4-Region, *Abb. 4.7-2*) negativ und besitzt dort einen Wert von -0,13.

ENSO Mechanismus

Die Änderungen der WALKER Zirkulation im Zusammenhang mit dem Auftreten von El Niño und La Niña

Ereignissen sind Teil einer globalen Druckschaukel, die WALKER (1928) mit dem Namen Southern Oscillation (SO) belegt hatte. Der Zusammenhang von El Niño und La Niña Ereignissen mit der Southern Oscillation wurde erstmals von BJERKNES (1969) beschrieben. Während eines El Niño Ereignisses beispielsweise sinkt der Oberflächendruck westlich der Datumsgrenze mit dem Zentrum der Tiefdruckanomalie über Indonesien; der Druck steigt östlich der Datumsgrenze mit dem Zentrum der Hochdruckanomalie über dem äquatorialen Ostpazifik. Infolge des verringerten zonalen Druckgradienten schwächen sich die Passatwinde längs des Äquators ab. Während eines La Niña Ereignisses sind die Verhältnisse umgekehrt. Die heute gebräuchliche Bezeichnung El Niño/Southern Oscillation (ENSO) weist auf die fundamentale Bedeutung von Ozean-Atmosphäre Wechselwirkungen für die Entstehung des Phänomens und auf seine globalen klimatischen Auswirkungen hin.

Eine charakteristische Eigenschaft von ENSO ist der stete Wechsel zwischen El Niño und La Niña Ereignissen. Auch darauf hatte BJERKNES (1969) schon hingewiesen, indem er von einer »nicht endenden Abfolge von alternierenden Trends« sprach. Die positive Rückkopplung zwischen den Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Ost- und Zentralpazifik und der WALKER Zirkulation bzw. den Passatwinden kann allerdings nur das Wachstum von anfänglichen Störungen erklären. Das hatte BJERKNES damals auch schon formuliert. Er wusste zu der Zeit jedoch nicht, wie es zur Phasenumkehr kommt. BJERKNES erwartete wichtige Einblicke von der »Wissenschaft der Dynamischen Ozeanographie«, wie er schrieb. Und die Dynamische Ozeanographie kam viele Jahre später tatsächlich seinem Wunsch nach.

Für eine Oszillation bedarf es einer verzögerten negativen Rückkopplung. Der Wärmeinhalt des oberen äquatorialen Pazifiks liefert den benötigten Prozess (*Abb. 4.7-4*). Die Beobachtungen seit 1980 zeigen, dass der über die gesamte Breite des äquatorialen Pazifiks gemittelte und als Warm Water Volume (WWV) dargestellte Wärmeinhalt die Temperaturanomalien an der Oberfläche im Bereich der Kaltwasserzunge führt, wobei die Temperaturanomalien in der *Abb. 4.7-4* über die Niño 3.4-Region (*Abb. 4.7-2*) gemittelt worden sind. Die Niño 3.4-Region im zentralen äquatorialen Pazifik wird als das Meeresgebiet erachtet, das für die Wechselwirkung mit der Atmosphäre von besonderer Wichtigkeit ist. Und dies, weil in der Niño 3.4-Region auf der einen Seite die Meerestemperatur noch hinreichend warm ist und andererseits die Anomalien der Temperatur relativ groß werden können. Beide Faktoren zusammen ermöglichen eine starke und zugleich globale Reaktion der Atmosphäre auf die Temperaturanomalien

in dieser Region. Weiter im Westen wären die Temperaturanomalien zu klein, um eine starke Änderung der atmosphärischen Zirkulation hervorzurufen. Weiter im Osten wären die Temperaturanomalien sehr groß, das Wasser aber zu kalt, um eine globale Reaktion der Atmosphäre auszulösen.

Die Beziehung zwischen den beiden in der Abb. 4.7-4 dargestellten Variablen entspricht dem Bild eines harmonischen Oszillators, mit einem Phasenunterschied von etwa 90 Grad, wobei die Temperaturanomalie dem Impuls und die Wärmeinhaltsanomalie dem Ort entspricht (BURGERS et al. 2005). Während eines El Niño Ereignisses verringert sich dementsprechend der Wärmeinhalt. Die Korrelation ist aber keineswegs »perfekt«, statistisch aber hoch signifikant. Besonders deutlich ist der Zusammenhang zwischen den Wärmeinhalts- und den Temperaturanomalien für das sehr starke El Niño Ereignis 1997/1998. Allerdings gibt es keinen klaren Zusammenhang zwischen den Amplituden der Anomalien in den beiden Größen. So führt eine vergleichsweise kleine Anomalie im äquatorialen Wärmeinhalt nicht zwangsläufig zu einem schwachen El Niño Ereignis, wie es das Beispiel des El Niño Ereignisses 1982/1983 eindrucksvoll verdeutlicht, welches eines der drei stärksten El Niño Ereignisse während der letzten Jahrzehnte gewesen ist.

Einige Monate vor La Niña Ereignissen zeigt der äquatoriale Wärmeinhalt negative Anomalien, während der Wärmeinhalt im La Niña Zustand schon wieder steigt (Abb. 4.7-4). Auch hier gibt es keine klare Beziehung zwischen der Stärke des Vorboten und dem danach folgenden La Niña Ereignis. Offenkundig ist dieser Sachverhalt vor und während des La Niña Er-

eignisses 1998/1999, als die negative Anomalie des Wärmeinhalts vor dem Ereignis Rekordwerte erreichte, das darauf folgende La Niña Ereignis selbst aber nicht.

Allerdings blieben nach dem Ereignis die Meeresoberflächentemperaturen für einige Jahre außergewöhnlich kalt. Außerdem hatte sich der Charakter von ENSO grundlegend geändert, mit nur noch recht kleinen und kurzfristigen Schwankungen der Meeresoberflächentemperatur. Das nächste sehr starke El Niño Ereignis folgte erst 2015/2016. Es ist bis heute unklar, wie ein solcher Regimewechsel zustande kommt. Denkbar wären dekadische Änderungen im mittleren Zustand des äquatorialen Pazifiks, die das Wachstum von Störungen beeinflussen, wie etwa die mittlere Lage der Thermokline, oder nichtlineare Wechselwirkungen zwischen ENSO und anderen Moden im äquatorialen Pazifik, zu denen auch der Jahresgang zählt. Bezüglich der ENSO-Irregularität herrscht immer noch ein erheblicher Forschungsbedarf.

ENSO Theorie

Fast zwei Jahrzehnte nach der bahnbrechenden Arbeit von BJERKNES (1969) entwickelte die Wissenschaft auf der Basis von theoretischen Studien (CANE & SARACHIK 1981), konzeptionellen (SUAREZ & SCHOPF 1988) und vereinfachten gekoppelten Ozean-Atmosphäre Modellen (CANE & ZEBIAK 1985) sowie von Messungen des Wasserstands (WYRTKI 1985) und der Temperaturen unterhalb der Meeresoberfläche (HAYES et al. 1991) eine Theorie zur Entstehung von ENSO. Bereits früh war man zu der Einsicht gelangt, dass der äquatoriale Ozean ein Gedächtnis für langperiodische Windschwankungen besitzt, das in Form von langsamen

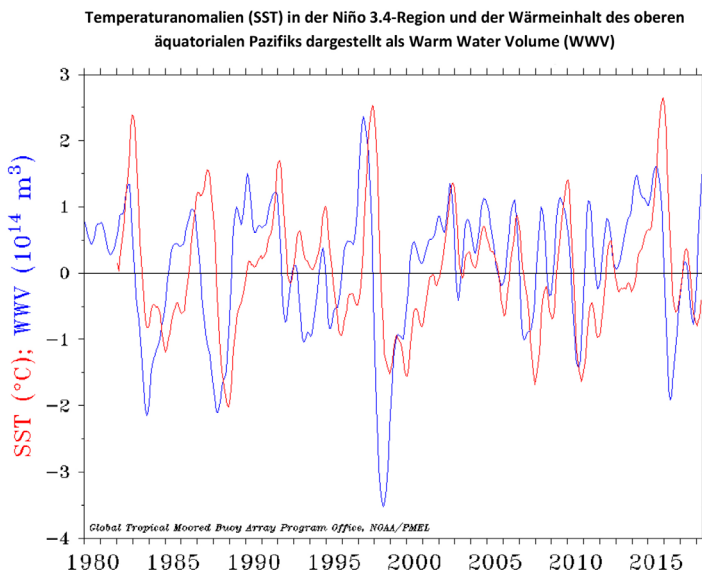


Abb. 4.7-4: Die Temperaturanomalien an der Meeresoberfläche ($^{\circ}\text{C}$) in der Niño 3.4-Region (Abb. 4.7-2) und der Wärmeinhalt (10^{14}m^3) des oberen äquatorialen Pazifiks (5°N - 5°S und 120°E - 80°W) dargestellt als Volumen des Wassers oberhalb der 20°C -Isotherme (Warm Water Volume, WWV). Die Daten wurden mit einem gleitenden 5-Monate Mittel geglättet. Der letzte in der Berechnung des WWV eingeflossene Monat ist der Mai 2018. https://www.pmel.noaa.gov/tao/wwv/gif/wwv_nino.gif.

Änderungen des zonal integrierten äquatorialen Wärmeinhalts zu erkennen ist (CANE & ZEBIAK 1985). JIN (1997) schließlich setzte die verschiedenen Puzzlestücke zusammen und formulierte den Recharge Oscillator, der heute als Paradigma für die Entstehung von ENSO gilt. BURGERS et al. 2005 vereinfachten ihn zu einem harmonischen Oszillator.

In der folgenden Abbildung (Abb. 4.7-5) sind die wesentlichen am Recharge Oscillator beteiligten Prozesse schematisch dargestellt. Dabei sind nur die Abweichungen vom Normalzustand gezeigt, d. h. Anomalien. Eine anfängliche positive Temperaturanomalie an der Oberfläche im Ostpazifik (Abb. 4.7-5a, SST+) treibt nach Osten gerichtete Anomalien der Windschubspannung über dem zentralen und westlichen äquatorialen Pazifik. Die Änderung der Winde im Westen führt zu einer geringeren Neigung der Thermokline, die proportional zur Temperaturanomalie ist. Die Neigung der Thermokline ist im Recharge Oscillator im Gleichgewicht mit den Winden. Durch die Absenkung der Thermokline im Osten wachsen dort die Anomalien der Meeresoberflächentemperatur und damit verstärken sich auch die Anomalien der Windschubspannung. Die Neigung der Thermokline verringert sich weiter und senkt sich im Osten noch mehr, die Anomalien der Meeresoberflächentemperatur und der Windschubspannung wachsen weiter an. Das ist die positive Rückkopplung, der BJERKNES Feedback, und das gekoppelte System Ozean-Atmosphäre erreicht schließlich den El Niño Zustand.

Außerdem verringert sich die zonal gemittelte Tiefe der Thermokline als Folge des divergenten Sverdrup-Transports, was man als einen Export von Wärme aus der gesamten äquatorialen Region in die höheren Breiten interpretieren kann, weil die Tiefe der Thermokline proportional zum Wärmeinhalt ist. Dieser Prozess kehrt allmählich die Tendenz der Temperaturanomalien im äquatorialen Ostpa-

zifik um, weil das kalte Tiefenwasser bei einer geringen Tiefe der Thermokline mehr Einfluss auf die Oberflächentemperatur gewinnen kann. Der Recharge Oscillator befindet sich jetzt in einer seiner beiden Zwischenphasen mit einer dicht unterhalb der Oberfläche liegenden Thermokline (Abb. 4.7-5b). Die Phase ist durch nur schwache Anomalien der Temperatur an der Meeresoberfläche und der Windschubspannung gekennzeichnet. Entsprechend weist die Thermokline keine außergewöhnliche Neigung auf. Allerdings hat die Akkumulation von Wärme schon wieder begonnen, der äquatoriale Wärmeinhalt bzw. die zonal gemittelte Tiefe der Thermokline ist im Recharge Oscillator nicht im Gleichgewicht mit den Winden.

Die dicht unterhalb der Meeresoberfläche liegende Thermokline führt im Zusammenspiel mit dem mittleren Auftrieb zu außergewöhnlich niedrigen Temperaturen an der Meeresoberfläche im Ostpazifik und sorgt dafür, dass das gekoppelte System durch den positiven BJERKNES Feedback schließlich den La Niña Zustand erreicht (Abb. 4.7-5c, SST-), mit umgekehrten Vorzeichen der Anomalien im Vergleich zum El Niño Zustand (Abb. 4.7-5a, SST+). Jetzt gibt es einen starken Import von Wärme von den höheren Breiten in die äquatoriale Region. Die Thermokline verlagert sich insgesamt nach unten, was die Tendenz der Anomalien der Temperatur an der Meeresoberfläche umkehrt. So gelangt das System in die nächste Zwischenphase ohne

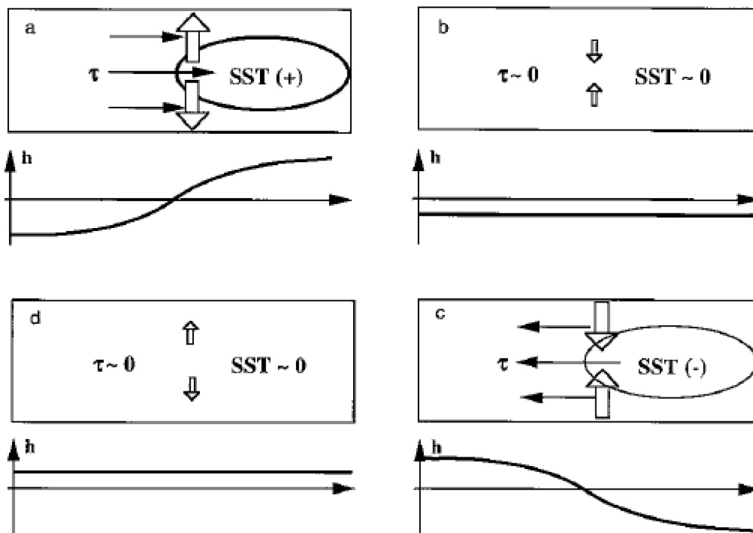


Abb. 4.7-5: Schematische Darstellung der 4 Phasen des Recharge Oscillator: a) Warmphase (El Niño), b) Übergang von der Warmphase zur Kaltphase, c) Kaltphase (La Niña), d) Übergang von der Kaltphase zur Warmphase. Die Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Ostpazifik (Ellipse) ist mit SST (engl.: sea surface temperature) bezeichnet. Die durch die Temperaturanomalien im Osten angetriebenen Anomalien der Windschubspannung weiter westlich (dünne Pfeile) mit τ , die Anomalie der Thermoklinentiefe mit h . Die dicken weißen Pfeile zeigen den Import (Konvergenz) und den Export (Divergenz) von Wärme. Die oberen Bilder zeigen jeweils die horizontalen Felder der Anomalien (SST, τ), die unteren Bilder jeweils die Anomalie der Tiefe der Thermokline längs des Äquators, die mit h gekennzeichnet ist. Aus JIN (1997).

nennenswerte Anomalien an der Oberfläche (*Abb. 4.7-5d*), in der das nächste El Niño Ereignis aber schon in Form eines außergewöhnlich großen Wärmeinhalts angelegt ist. Der äquatoriale Pazifik ist jetzt gewissenmaßen wieder aufgeladen, daher der Name Recharge Oscillator für den Mechanismus.

Der abgebrochene El Niño 2014 und der Küsten-El Niño 2017

Inzwischen hat man, wie in vorigem Abschnitt beschrieben, ein Grundverständnis des ENSO Mechanismus in Form des Recharge Oscillator entwickelt, viele Details im Zusammenhang mit dem Klimaphänomen jedoch sind immer noch ungeklärt. Das betrifft einerseits die Stärke von El Niño und La Niña Ereignissen, die nur schwer vorherzusagen ist. Und andererseits gibt es immer wieder Situationen, die sich völlig überraschend entwickeln. Einer der Gründe für die limitierte Vorhersagbarkeit von ENSO ist das Rauschen im Klimasystem. Es sind immer kurzfristige Störungen im System vorhanden, die aufgrund der chaotischen Natur der Atmosphäre entstehen und die man nicht vorhersagen kann. Theoretische und Modellstudien zeigen, dass dieser stochastische Antrieb der Hauptgrund für die Irregularität ENSOs und damit für seine limitierte Vorhersagbarkeit ist.

Die wichtige Rolle des stochastischen Antriebs für die Unterbrechung des ENSO Zyklus wurde einmal mehr 2014 deutlich. Der Wärmeinhalt des äquatorialen Pazifiks war zu dieser Zeit außergewöhnlich hoch und die Meeresoberflächentemperatur in der Niño 3.4-Region begann zu steigen (*Abb. 4.7-4*). Nach dem Recharge Oscillator Modell hätte sich in dem Jahr ein El Niño Ereignis entwickeln müssen. Auch die Vorhersagemodelle, statistische wie auch physikalische, prognostizierten für den Winter 2014/2015 den Höhepunkt eines starken El Niño Ereignisses. Doch es kam ganz anders, es entwickelten sich nur recht schwache Temperaturanomalien an der Meeresoberfläche. Wie kam es zu der Fehlvorhersage? Der Grund für den falschen Alarm war eine außergewöhnlich starke Ostwindanomalie, die im Frühsommer über dem westlichen äquatorialen Pazifik auftrat (HU & FEDOROV 2016) und nicht vorherzusehen war. Man bezeichnet solche Windanomalien im Englischen als Wind Bursts. Die Windanomalie regte eine äquatoriale Kelvinwelle im Ozean an, die den Auftrieb des kalten Tiefenwassers verstärkte. Äquatoriale Kelvinwellen wandern nach Osten, sind recht schnell und überqueren den Pazifik in nur wenigen Monaten. Die Kelvinwelle dämpfte die Entwicklung der sich gerade entwickelnden Anomalien der Temperatur an der Meeresoberfläche so sehr, dass sich kein nennenswertes Ereignis mehr entwickeln konnte. Gleichwohl blieb der Wärmeinhalt außergewöhnlich hoch (*Abb. 4.7-4*), es gab

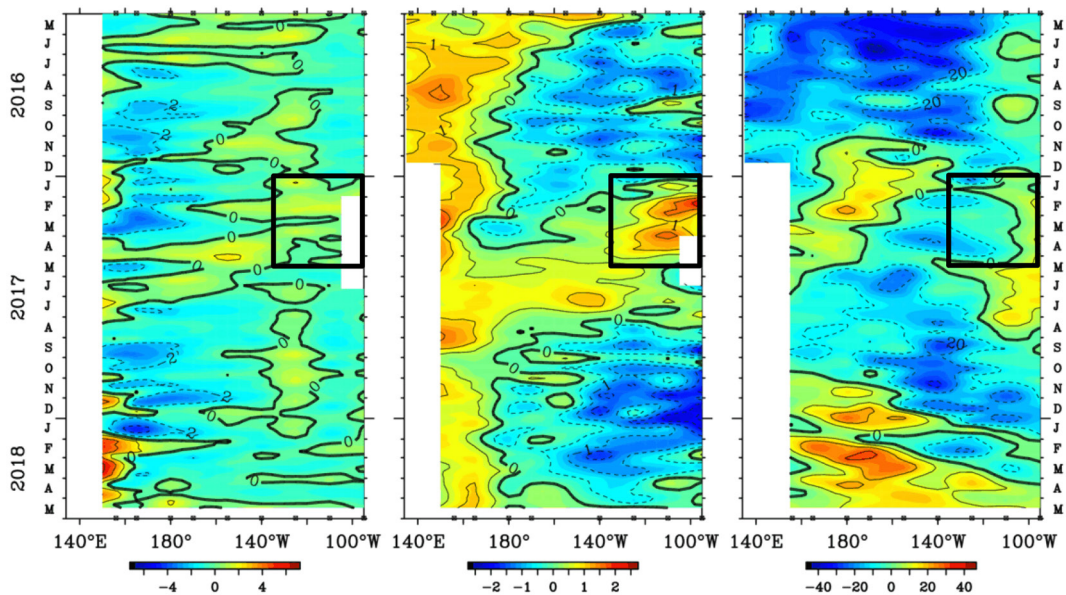
nur einen vergleichsweise kleinen Einbruch. Damit waren die Bedingungen immer noch günstig für die Entstehung eines El Niño Ereignisses. Und das folgte dann im darauf folgenden Jahr mit seinem Höhepunkt im Winter 2015/2016 (*Abb. 4.7-4*).

Ein weiteres Beispiel für den Einfluss des stochastischen Antriebs auf die Klimavariabilität im Bereich des äquatorialen Pazifiks sei hier erwähnt, das ebenfalls die Grenzen aufzeigt, die Veränderungen der Meeresoberflächentemperaturen in der Region vorherzusagen und damit mögliche Auswirkungen auf den angrenzenden Landregionen. Es handelt sich um den so genannten Küsten-El Niño, der zu Beginn des Jahres 2017 das westliche Südamerika völlig unerwartet heimsuchte. Besonders betroffen waren Kolumbien und Peru. Sintflutartige Niederschläge führten zu Überschwemmungen und Erdbeben. Hunderte von Todesopfern waren zu beklagen, Hunderttausende wurden obdachlos. Wie konnte es sein, dass so ein extremes Ereignis ohne Vorwarnung über die Menschen hereinbrechen konnte?

Abb. 4.7-6 (Mitte) zeigt die Erwärmung der Meeresoberfläche, die von Februar 2017 bis April 2017 besonders stark ausgeprägt gewesen war und sich von der Küste bis nur etwa 120° Westreckte. Der lokale Charakter der Erwärmung erklärt den Namen Küsten-El Niño und die auf die Region begrenzten Auswirkungen des Ereignisses. Dadurch unterscheidet sich der Küsten-El Niño von einem klassischen El Niño Ereignis mit seinen beckenweiten Änderungen der Meeresoberflächentemperatur (*Abb. 4.7-1a*) und globalen Auswirkungen. Der Küsten-El Niño 2017 ist wegen seines auf den unmittelbaren Osten beschränkten Auftretens kaum in der Temperatur der Niño 3.4-Region (*Abb. 4.7-4*) zu erkennen. Darüber hinaus zeigt der Wärmeinhalt des äquatorialen Pazifiks keinen Vorboten (*Abb. 4.7-4*). Auch bei diesem Ereignis versagt offensichtlich die Theorie des Recharge Oscillator.

Was war die Ursache für den Küsten-El Niño 2017? Die Anomalien der zonalen Komponente der oberflächennahen Winde über dem Ostpazifik zeigten ab dem Beginn des Jahres 2017 positive Werte, d.h. es handelte sich um Westwindanomalien. Derartige Windanomalien an der Oberfläche verringern den Auftrieb des kalten Tiefenwassers, wodurch die Oberflächentemperatur steigt. Dieser Prozess ist ganz im Osten des Beckens besonders effektiv, weil sich dort die Thermokline dicht unterhalb der Meeresoberfläche befindet (*Abb. 4.7-3*). Vorherzusehen waren die Änderungen der Winde nicht, es handelte sich schlicht um subsaisonale Wetteranomalien. Der Küsten-El Niño 2017 dauerte nur einige wenige Monate, weil mit dem Verschwinden der Windanomalien auch kein Antrieb mehr vorhanden war. Bei einem klassischen El Niño Ereignis, wäre das Wärmereservoir

Anomalien des Zonalwindes, der Meeresoberflächentemperatur und der Thermoklinentiefe



Global Tropical Moored Buoy Array Program Office, NOAA/PMEL

May 18 2018

Abb. 4.7-6: Fünftagemittel der Anomalien längs des Äquators (2°N-2°S) als Funktion der Zeit. Links: Anomalien des zonalen Windes (m/s) gemessen in 4 m Höhe, Mitte: Anomalien der Meeresoberflächentemperatur (°C), das schwarze Rechteck zeigt den Küsten-El Niño, rechts: Anomalien der Thermoklinentiefe (m), dargestellt als Tiefe der 20°C-Isotherme. Die weißen Flächen sind Gebiete, in denen keine Daten verfügbar sind. <https://www.pmel.noaa.gov/gtmba/assorted-plots>.

in der Tiefe der Treiber und groß genug gewesen, um das Ereignis für viele Monate mit Energie zu versorgen.

Der abgebrochene El Niño 2014 und der Küsten-El Niño 2017 zeigen, wie sehr selbst zwischenjährliche Schwankungen von der chaotischen Atmosphäre beeinflusst sind. Persistente Wetterschwankungen können den ENSO Zyklus buchstäblich aus der Bahn werfen. Weil diese Wetterschwankungen der chaotischen Natur der Atmosphäre entspringen, sind sie über längere Zeiträume nicht vorhersagbar. Belastbare El Niño und La Niña Vorhersagen sind deswegen wohl nur einige wenige Monate im Voraus möglich.

Literatur

- BJERKNES, J. (1969): Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 97, 163-172.
- BURGERS, G., F.-F. JIN & G. J. VAN OLDENBORGH (2005): The simplest ENSO recharge oscillator. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L13706, doi:10.1029/2005GL022951.
- CANE, M. A. & S. E. SARACHIK (1981): The response of a linear baroclinic equatorial ocean to periodic forcing. *J. Marine Res.*, 39, 651-93.
- CANE, M. A. & Z. E. ZEBIAK (1985): A Theory for El Niño and the Southern Oscillation. *Science*, 228, 1085-1087.
- DOMMENGET, D., T. BAYR & C. FRAUEN (2013): Analysis of the non-linearity in the pattern and time evolution of El

- Niño southern oscillation, *Climate Dynamics*, 40(11), pp 2825-2847, doi:10.1007/s00382-012-1475-0.
- DOUGLASS, D. H. (2010): El Niño-Southern Oscillation: Magnitudes and asymmetry. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 115, D15111, doi:10.1029/2009JD013508.
- FRAUEN, C. & D. DOMMENGET (2010): El Niño and La Niña amplitude asymmetry caused by atmospheric feedbacks. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L18801, doi:10.1029/2010GL044444.
- HAYES, S. P., L. J. MANGUM, J. PICAUT, A. SUMI & K. TAKEUCHI (1991): TOGA-TAO: A moored array for real-time measurements in the tropical Pacific Ocean. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 72, 339-347.
- HU, S. & A. V. FEDOROV (2016): Exceptionally strong easterly wind burst stalling El Niño of 2014. *Proc Natl. Acad. Sci. USA*, 113(8), doi: 10.1073/pnas.1514182113.
- JIN, F.-F. (1997): An equatorial recharge paradigm for ENSO: I. Conceptual model. *J. Atmos. Sci.*, 54, 811-829.
- SUAREZ, M. J. & P. S. SCHOPF (1988): A delayed oscillator for ENSO. *J. Atmos. Sci.*, 45(21), 3283-3287.
- WALKER, G. T. (1928): *World Weather*. *Mon. Wea. Rev.*, 56, 167-170.
- WYRTKI, K. (1985): Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles. *J. Geophys. Res. Oceans*, 90, 7129-7132.

Kontakt:

Prof. Dr. Mojib Latif
Ozeanzirkulation und Klimadynamik
GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel und
Universität Kiel
mlatif@geomar.de

Latif, M. (2018): Neue Erkenntnisse über El-Niño und La-Niña. In: Lozán, J. L., S.-W. Breckle, H. Graßl, D. Kasang & R. Weisse (Hrsg.). *Warnsignal Klima: Extremereignisse*, pp. 193-200. Online: www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de. doi:10.2312/warnsignal.klima.extremereignisse.28.